

CODIFICACIÓN SISMOLÓGICA DE PLANOS DE FALLAS (UNA PROPUESTA METODOLÓGICA)

ALEJANDRO CHICA SÁNCHEZ

Departamento de Recursos Minerales, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín

RESUMEN. La búsqueda y definición de rayos sísmicos entre un hipocentro teórico y un sismógrafo real, dentro de perfiles litológico-estructurales de corteza terrestre heterogénea y anisotrópica, que no incluyan reflexiones sísmicas en su recorrido, permiten plantear una propuesta metodológica de codificación sismológica de planos de fallas potencialmente activas. Dicha codificación consiste en elaborar, sobre el plano de la falla considerada, mapas de isolíneas de tiempos de "llegada", de aquellos rayos sísmicos más rápidos y directos, a tres sismógrafos realmente instalados en el terreno.

Las restas entre dichos mapas de tiempos, permiten, a su vez, elaborar tres mapas de isolíneas de diferencias de tiempo, los cuales se podrían utilizar para localizar el hipocentro de cualquier sismo originado en la falla considerada. También se pueden elaborar mapas de rocas cruzadas por los rayos sísmicos. En el método planteado se pueden utilizar tanto ondas P como ondas S.

Finalmente, el procedimiento seguido también puede utilizarse sobre mallas definidas en la superficie de una zona de interés para evaluar las pérdidas de energía de un sismo potencial localizado en un "silencio sísmico" de una falla. Con investigaciones complementarias, se estudiarían los efectos de dicho sismo en el área considerada.

PALABRAS CLAVES. Sismos, corteza terrestre heterogénea, hipocentro, rayo sísmico, planos de falla, método, codificación sismológica.

ABSTRACT. The search and definition of seismic rays between a theoretical hypocenter and a real seismograph, within structural lithological profiles of an heterogeneous and anisotropic earth crust, that do not include seismic reflections during its path, are useful to define a methodological proposal of fault planes seismic codification. The above consists of making, on the considered fault planes, isolines of arriving time maps of the fastest and more direct rays to three existing seismographs.

Substraction between the maps, allows one, to obtain three isolines of arriving times maps, which could be useful to locate any seism originated on the fault plane hypocenter. It is also possible to make rock maps where the rays travel through them. This method is also valid for P and S waves.

Finally, the followed procedure can be applied on grids defined over the interest zone, to evaluate energy losses of a potencial seism, located at a "seismic silence" zone of the fault. Together with further investigations, the seism's effects on the considered zone will be studied.

KEY WORDS. Seisms, heterogeneous earthcrust, hypocenter, seismic ray, fault planes, methodology, seismologic codification.

1. INTRODUCCIÓN

En sismología, la ubicación del hipocentro o foco de un sismo, ha merecido una investigación permanente con el propósito de lograr cada día mayor precisión de localización para, con base en ello, entre otros estudios, definir las áreas de un plano de falla que aún no han sufrido despegue por liberación de la energía acumulada y así elaborar, por ejemplo, mapas de riesgo sísmico en regiones específicas tales como concentraciones urbanas, presas y embalses y muchas otras obras civiles que requieren diseños antisísmicos.

Actualmente se determina el sitio hipocentral con base en los siguientes elementos:

- Los sismogramas obtenidos en varios sismógrafos localizados estratégicamente en sitios determinados. Los sismogramas, como se sabe, dan información relacionada con el tiempo de llegada de las ondas internas P (de compresión) y

S (de cizalladura), lo mismo que de las ondas superficiales Love (de cizalladura) y Rayleigh (elípticas retrógradas).

- Un modelo de corteza, en nuestro caso, definido por cinco capas horizontales homogéneas e isotrópicas con las siguientes velocidades de onda interna P:

0 a 2 Km de profundidad: 4.0 km/seg
2 a 5 Km de profundidad: 5.5 km/seg
5 a 25 km de profundidad: 6.4 km/seg
25 a 35 km de profundidad: 7.1 km/seg
■ a 35 km de profundidad: 8.1 km/seg

De acuerdo con lo investigado, al parecer, se acepta la información de todos los sismógrafos como válida para hacer los cálculos que permitan localizar el hipocentro del sismo en cuestión. Este es uno de los aspectos importantes a considerar pues como se analizará más adelante, es posible que se den llegadas de ondas P y S con algún

retardo, función de las reflexiones que haya sufrido el rayo sísmico registrado. De acuerdo con lo anterior, los retardos darían una localización del hipocentro diferente (más alejada) del sitio definido en el caso de estudiar registros de rayos sísmicos sin retardos.

Los análisis se hacen de receptor hacia hipocentro, al tener en cuenta las diferencias del tiempo de llegada de las ondas P a tres sismógrafos como mínimo (**método de los tres círculos para triangular el hipocentro**) y, las diferencias de tiempo de llegada de las ondas P y S en cada uno de varios sismógrafos, para calcular la hora de inicio del sismo, método que se conoce como **Diagrama de Wadati**. Existen otros métodos pero no es del caso plantearlos pues todos ellos tienen en cuenta la información extraída de los sismogramas.

Los métodos directos referidos anteriormente (de receptores a hipocentro), serían prácticamente inaplicables si se considera un modelo de **corteza anisotrópica y discontinua** puesto que los rayos sísmicos no viajarían en línea recta única desde la fuente hasta el receptor (sismógrafo). Lo anterior se puede sustentar por el hecho de que para un modelo de corteza anisotrópica y discontinua, es obligatorio considerar todos los puntos de reflexión y refracción del rayo sísmico, para determinar la verdadera trayectoria definida por las refracciones y los posibles retardos ocasionados por las reflexiones sísmicas; en estos casos, un rayo sísmico estaría definido por una línea que cambiaría de pendiente al pasar de una interfaz a otra, si éstas colocan en contacto rocas con velocidades de onda diferentes.

Los métodos inversos (de hipocentro hacia receptor), como el conocido como **Método de Geiger** (*Lay y Wallace*, 1.995), plantean soluciones matemáticas de varias ecuaciones con varias incógnitas, aplicadas a modelos de corteza igualmente homogénea e isotrópica. El método de Geiger y otros del tipo inverso dan resultados que no superan la precisión lograda por los métodos directos, a pesar que éstos aceptan un error que varía en función de la corteza real del área comprometida por el análisis y de las distancias hipocentro - sismógrafos, sin entrar a discutir otras posibles causas de error.

En este artículo se propone un método inverso, para el cual se exponen los principios básicos de trabajo y una sustentación soportada por un modelo teórico de corteza terrestre anisotrópica y discontinua. Las hipótesis relacionadas con los rayos sísmicos, a las cuales se les investiga su validez con la ayuda de consultas bibliográficas, ejercicios de aplicabilidad y, el concepto de investigadores del tema, son extraídas, en gran parte, de los métodos aplicados en las

prospecciones sísmicas por refracción y reflexión condensadas en El Cuaderno de Ingeniería Geológica No. 6: "Geofísica Aplicada - Sísmica y Geoelectrica"; Alejandro Chica S., 1.998; Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional, Sede Medellín.

2. HIPÓTESIS PARA EL DESARROLLO DEL MODELO

Es conocido que al liberarse la energía acumulada en alguna área de una falla, se origina un movimiento sísmico, por la generación de ondas con expansión esférica, en las zonas donde éstas llegan a superficie. El avance esférico de la onda sísmica constituye el frente de onda y, cada punto de ésta define el sitio de avance de un rayo sísmico el cual es un vector perpendicular al plano tangente a la esfera en dicho punto. Como vector, cada rayo sísmico tiene su dirección, "plunge" (ángulo con su proyección horizontal) y magnitud en términos de energía sísmica; como elemento en movimiento tiene su velocidad y aceleración. Cada rayo sísmico involucra en profundidad dos tipos de ondas internas: las **ondas longitudinales o de compresión (ONDAS P)** y las **ondas transversales o de cizalladura (ONDAS S)**; En superficie involucra o desarrolla dos tipos de ondas: las **ondas Love** (similares a las ondas transversales) y las **ondas Rayleigh** (ondas longitudinales elípticas retrógradas).

En principio, el método que se plantea considera únicamente las **ONDAS INTERNAS P**, pero como se discutirá más adelante, puede utilizarse exactamente igual con las **ONDAS INTERNAS S** y, lógicamente, el desarrollo del método con los tipos de ondas simultáneamente refuerza los resultados y su aplicación.

Si desde un punto del plano de una falla, se emite un rayo sísmico cualquiera, en distancias cortas, se puede considerar que viaja por el interior de una roca en línea recta; al encontrar una interfaz o contacto entre dos tipos de rocas diferentes, dicho rayo puede convertirse en dos nuevos rayos sísmicos, uno originado por **reflexión sísmica** y otro por **refracción sísmica**. De acuerdo con lo anterior, la energía sísmica, de igual manera, se descompone en dos según la ecuación general:

$$E_{TOTAL} = E_{REFLEJADA} + E_{REFRACTADA}$$

La energía TOTAL es la que lleva el rayo incidente en la interfaz considerada.

Como se planteará más adelante, en algunos casos no se presenta la situación de descomposición del rayo incidente en dos nuevos rayos, porque no existe la posibilidad de generar el rayo refractado por sobrepasarse la condición de aplicabilidad de la Ley de Snell. Es conocido que el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión, siendo estos ángulos los formados por los rayos respectivos con la normal a la interfaz o contacto analizado. La relación entre el ángulo de incidencia y el ángulo de refracción, cumple con la Ley de Snell cuya ecuación es la siguiente:

$$\frac{\sin(\text{ángulo de incidencia})}{\sin(\text{ángulo de refracción})} = \frac{\text{Velocidad de onda en el medio de incidencia}}{\text{Velocidad de onda en el medio de refracción}}$$

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_i}{V_r}$$

cuando $\sin i \cdot \frac{V_r}{V_i} \approx 1$, no se desarrolla rayo refractado puesto que $\sin r \approx 1$.

De acuerdo con todo lo anterior y, con los análisis del programa de investigación propuesto, se plantearon las siguientes hipótesis iniciales:

- El rayo sísmico más rápido y directo entre un hipocentro (foco sísmico) y un receptor (sismógrafo), es aquel definido únicamente por **refracciones sísmicas** en la totalidad de su trayectoria. Lo anterior quiere decir que siempre que el rayo llegue a una interfaz (contacto litológico o falla tectónica) que separe unidades litológicas diferentes, se tendrá en cuenta para su continuidad el rayo refractado y no el reflejado. Se entiende que unidades litológicas diferentes tienen velocidades de ondas P y S diferentes también.
- ◆ Si el rayo sísmico más directo y rápido no puede llegar al receptor porque en alguna interfaz llega con un ángulo de incidencia tal que, como se explicó anteriormente, sobrepasa la aplicabilidad de la Ley de Snell, el que logra llegar de primero al receptor es un rayo que, al menos, en una interfaz resultó afectado en su trayectoria por una reflexión, lo cual genera un retroceso y, por tal

razón, un **retardo** en el tiempo de llegada ideal debido al aumento en la longitud de su trayectoria.

- En el territorio Colombiano, caracterizado por tendencias estructurales dominantes N-S, es muy poco probable que el rayo sísmico más rápido y directo no esté contenido en el perfil que contiene el hipocentro y el receptor, siempre y cuando dicho perfil tenga una orientación transversal a la tendencia estructural dominante, o sea E-W o próximo a esta dirección.
- ◆ La trayectoria del rayo sísmico más rápido y directo entre un hipocentro y un sismógrafo, se puede identificar con relativa facilidad; por el contrario, el rayo sísmico con el menor retardo, en el caso de ser imposible un rayo directo sin reflexiones incluidas en su trayectoria, es de muy difícil identificación ya que los casos por analizar son considerablemente numerosos.
- Con base en la premisa anterior, el método propuesto se apoya exclusivamente en la identificación del rayo sísmico más directo que no incluya reflexiones en su trayectoria.
- ◆ Si a partir de un hipocentro y un sismógrafo dados no existe la posibilidad de definir el rayo sísmico más rápido y directo, al hipocentro se le identificará, en relación con el sismógrafo considerado, con la nota **"SIN REFRACCIÓN POSIBLE... en alguna interfaz"**.
- La interfaz responsable de obligar la consideración de, al menos, una reflexión en la trayectoria del rayo sísmico, debe ser identificada para, posteriormente, recomendar sitios para la instalación de nuevos sismógrafos y para adelantar investigaciones complementarias relacionadas con atenuaciones, entre otros aspectos.
- ◆ Se considera "llegada" de onda con retardo a un sismógrafo en los siguientes casos:
 1. Cuando en la trayectoria de un rayo sísmico se incluye, al menos, una reflexión sísmica.
 2. Cuando el rayo sísmico más directo sólo puede llegar a superficie en un

sitio cercano al del sismógrafo y lo que éste registra son las ondas superficiales generadas a partir del punto de llegada de la onda interna a superficie.

- Se considerará como rayo sísmico más rápido y directo, aquel que llega exactamente al sitio del sismógrafo, aceptándose un desfase máximo de 10 metros.
- ◆ Inicialmente no se considera ningún limitante en la definición de rayos sísmicos a partir del foco o hipocentro. Si existieren algunos limitantes, éstos no afectan el procedimiento metodológico mismo sino, posiblemente, la validez de algunos resultados de rayos sísmicos más rápidos y directos, incrementando el número de puntos con la nota "SIN REFRACCION POSIBLE... en alguna interfaz".

Con base en los planteamientos o premisas anteriores, se desarrollará el método sobre perfiles lito-estructurales rigurosamente elaborados para evitar malas interpretaciones producto de la inexactitud de los perfiles y no de deficiencias del método para, con base en lo anterior, interpretar con mayor grado de confiabilidad. Lógicamente que los perfiles serán interpretativos pero, a partir de allí, todo lo demás se trabajará con la mayor precisión posible.

Para los análisis de atenuación de energía sísmica, se plantearán algunas premisas complementarias relacionadas con ecuaciones desarrolladas para estos casos, pero con modelos de corteza terrestre homogénea e isotrópica por capas horizontales o sub-horizontales. En este caso de corteza heterogénea y anisotrópica, las ecuaciones se aplicarán roca por roca y refracción por refracción.

Como se puede deducir de los planteamientos anteriores, se requiere de una herramienta efectiva que permita definir cualquier rayo sísmico y conocerle detalladamente su trayectoria. Igualmente, se requiere de otra herramienta que permita elaborar perfiles lito-estructurales con mucha precisión. Estas herramientas son básicamente programas de computador adecuados y desarrollados para este fin exclusivamente.

3. LOS PROGRAMAS DE COMPUTADOR

Los programas de computador, como se anotó en la sección anterior, son los siguientes:

□ Programa "PERFILES": Este programa permite calcular las coordenadas (x,y) de todas las intersecciones posibles entre contactos litológicos, contactos-superficie y contactos-marco o límites del perfil.

◆ Programa "CORTEZA 3": Este programa consta de dos partes:

■ "CORTEZA 3 A": Permite, después de varios tanteos, definir el rayo sísmico más rápido y directo, en caso de que éste sea posible, de lo contrario reportará "REFRACCION IMPOSIBLE".

➤ "CORTEZA 3 B": Después de repetir la información del rayo definido como el más rápido y directo, imprime todos los resultados relacionados. Un ejemplo del reporte de CORTEZA 3 B es el siguiente:

Se hicieron cálculos con un incremento (in) igual a -1707

El contacto interceptado es el número 5

Las coordenadas de dicha intersección son:

$x(37) = 84815.19$

$y(37) = 124428.1$

El tiempo invertido en este tramo es igual a 3.9793 seg

El tiempo acumulado es igual a 3.9793 seg

El contacto interceptado es el número 1

Las coordenadas de dicha intersección son:

$x(33) = 93052.83$

$y(33) = 131745.8$

El tiempo invertido en este tramo es igual a 3.443282 seg

El tiempo acumulado es igual a 7.422582 seg

El contacto interceptado es el número

Las coordenadas de dicha intersección son:

$x(48) = 149999.9$

(La coordenada x del sismógrafo es 150000, lo que indica que el rayo sísmico llegó a 1 cm de distancia del sismógrafo).

NOTA: Los programas de computador mencionados, preparados para esta investigación, se encuentran en su fase inicial de elaboración, suficiente para el desarrollo de los trabajos propuestos pero que ameritan mayor potencia y versatilidad para los estudios de aplicación del método. Por no ser el objetivo mismo de este artículo, no se anexan al texto.

4. DESARROLLO DEL MÉTODO

Para iniciar el método propuesto "Codificación Sismológica de Fallas Tectónicas Activas", el cual se desarrolla directamente sobre el plano de la falla

investigada, se elaboró un modelo cualquiera (teórico) de corteza terrestre. El modelo planteado, como se observa en la Figura 1, incluye una falla tectónica activa (FALLA 2), dos sismógrafos (S-1 y S-2) y las siguientes unidades litológicas:

UNIDAD	TIPO DE ROCA	VELOCIDAD DE ONDA P
A	sedimentaria	1700 m/s
B	sedimentaria	2100 m/s
C	sedimentaria	2300 m/s
D	sedimentaria	3400 m/s
E	ígneas ácidas	4500 m/s
F	metamórfica	3000 m/s
G	metamórfica	2600 m/s
H	metamórfica	2200 m/s
I	ígneas ácidas	5000 m/s
J	sedimentaria	1200 m/s
M	ígneas básicas	5500 m/s
N	metamórfica	3200 m/s

Se incluyen, además, una estructura anticlinal y varias discordancias angulares.

Todos los contactos se consideran líneas rectas para simplificar la elaboración de los perfiles lito-

estructurales; sin embargo, el programa CORTEZA 3 puede trabajar con contactos, plegamientos y fallas que no se ajustan a líneas rectas, convirtiendo las líneas curvas en pequeñas rectas en polígono.

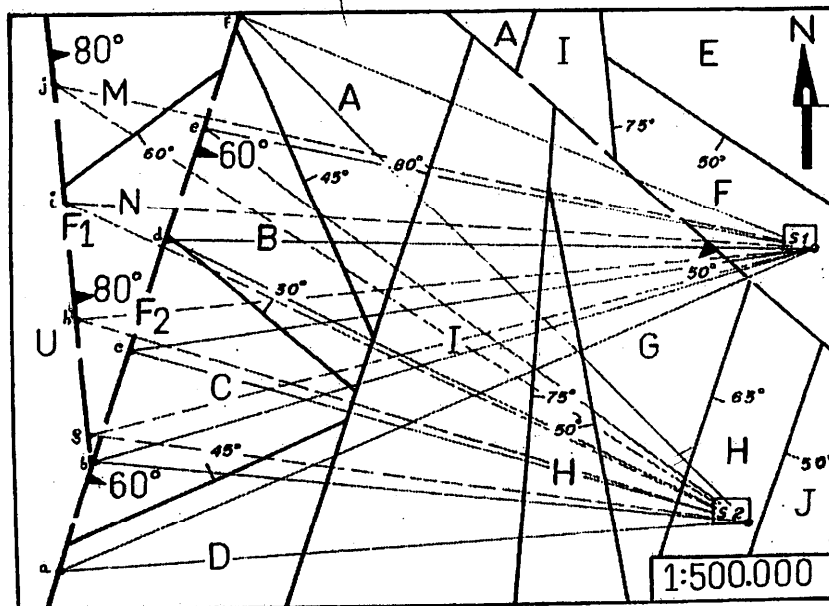


Figura 1. Modelo teórico de corteza terrestre.

La Figura 2 muestra la preparación de la planta para desarrollar el método, lo cual incluye lo siguiente:

- Definición de los perfiles SISMÓGRAFO - FALLA que servirán de base para la elaboración

de una malla regular sobre el plano de la falla activa investigada. Cada punto de la malla representará un foco o hipocentro potencial. En el ejemplo utilizado, los perfiles FALLA 2 - SISMÓGRAFO S-2 (perfiles a, b,

c, d, e, f) sirvieron de base para la elaboración de dicha malla de hipocentros. Sobre cada perfil se definieron 9 focos o hipocentros potenciales (a-1, a-2, ..., a-9; b-1, ..., b-9; ..., f-1, ..., f-9).

- ❖ Desde el otro sismógrafo (S-1), se definen todos los perfiles necesarios para incluir en ellos los hipocentros definidos anteriormente.

NOTA: El trabajo debe incluir, idealmente, la elaboración de perfiles a partir de tres sismógrafos

reales instalados en el campo. Para los fines de presentar el método, es suficiente el análisis a partir de dos sismógrafos únicamente.

Como se anotó anteriormente, los perfiles deben elaborarse con mucha precisión; para ello se utiliza el programa PERFILES.

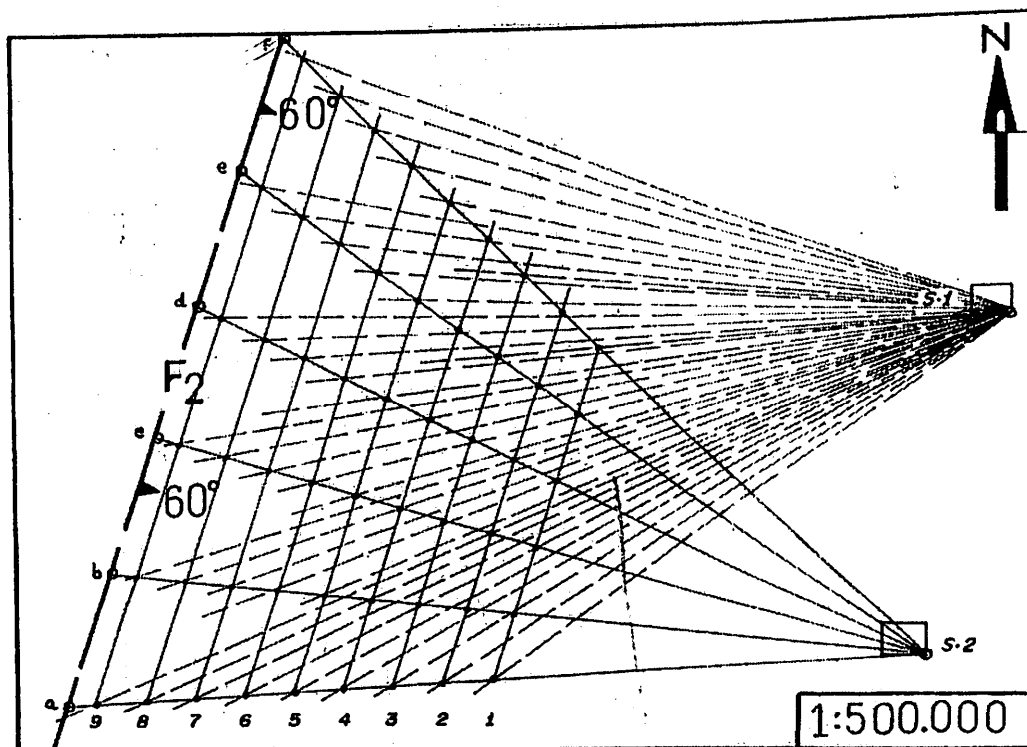


Figura 2. Planta base para el diseño de la malla de hipocentros potenciales en el plano de falla y la inclusión de éstos en perfiles Sismógrafo-Falla.

4.1 ANÁLISIS DE UN PERFIL SISMÓGRAFO - FALLA

La Figura 3 muestra el perfil a - hipocentros Falla 2; en este perfil, como en cualquiera de los elaborados, se observa el marco límite del perfil, la falla y los

hipocentros analizados, la condición litológico-estructural y el sismógrafo considerado.

El rastreo del rayo sísmico más rápido y directo, entre cada uno de los nueve hipocentros incluidos en el perfil y el sismógrafo S-2, arrojó los siguientes resultados:

HIPOCENTRO	Tiempo total acumulado	Rocas cruzadas
1 - a	23,67697 seg	I.G.H
2 - a	22,63605 seg	I.G.H
3 - a	21,93954 seg	I.G.H
4 - a	21,47170 seg	I.G.H
5 - a	21,46342 seg	D.I.G.H
6 - a	(25,05241 seg)	Sin refracción posible
7 - a	(21,00079 seg)	Sin refracción posible
8 - a	25,42028 seg	D.I.H.G.H
9 - a	27,17349 seg	D.I.H.G.H

Los tiempos entre paréntesis indican que son "llegadas" a superficie del rayo sísmico en sitios distantes del sismógrafo S-2, dada la imposibilidad de definir uno que llegue directamente al sismógrafo o a una distancia menor de 10 metros. Los puntos entre los nombres de las unidades litológicas, corresponden a las refracciones del rayo sísmico; por ejemplo, para el

hipocentro 9 - a, se cruzaron las rocas D, I, H, G y H; además, ocurrieron 4 refracciones sísmicas: D-I, I-H, H-G Y G-H. En este caso, el rayo sísmico pasó por los dos flancos del anticlinal localizado al este del modelo de corteza planteado.

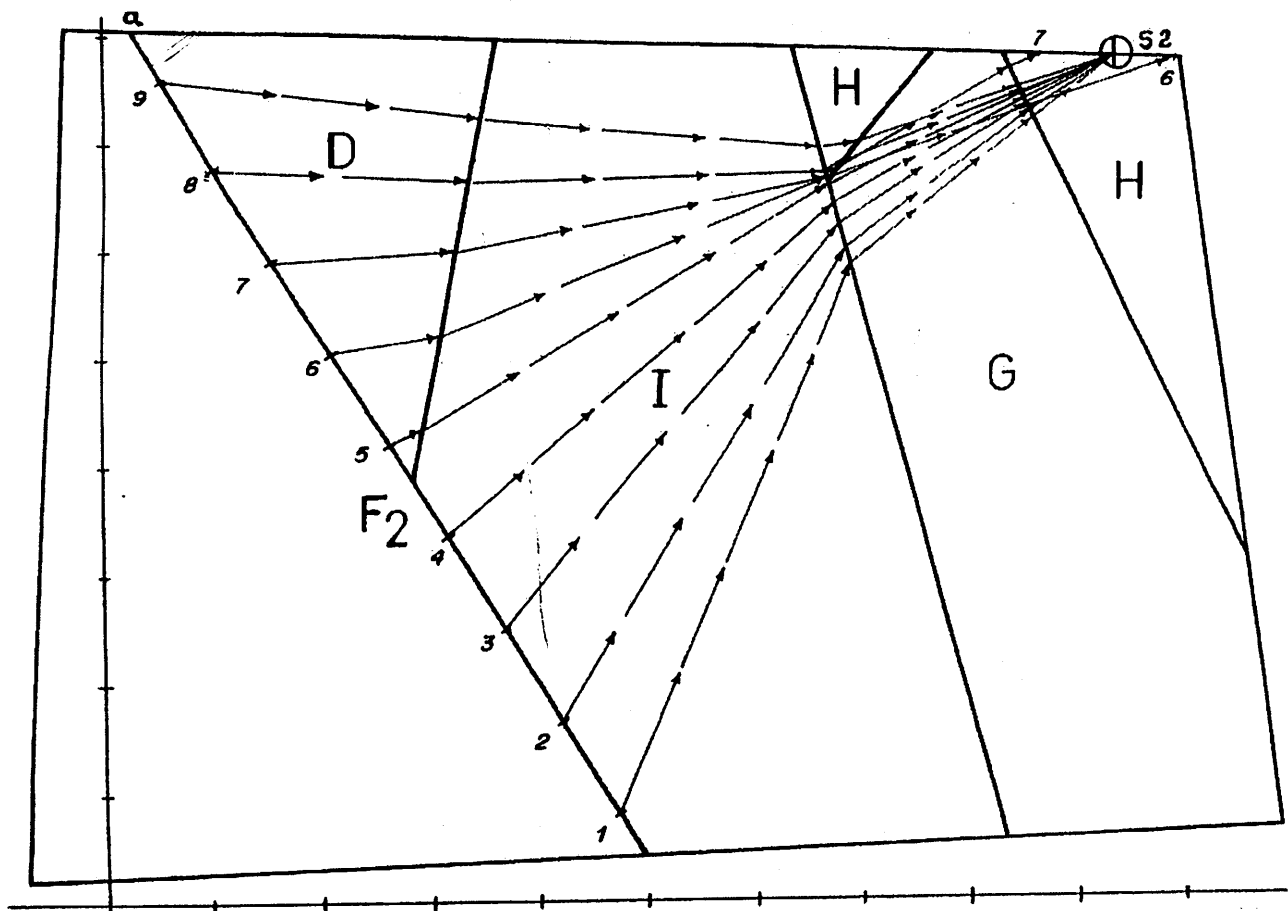


Figura 3. Perfil lito-estructural "a". Relación hipocentros de la Falla F-2 con el sismógrafo S-2.

En la Figura 3 se observa, además, que en la medida en que el hipocentro se localiza cada vez más arriba en el plano de la Falla F-2, el rayo sísmico, igualmente, se localiza cada vez más arriba en el contacto entre las rocas I y G. Cuando el rayo sísmico entra al contacto entre las rocas I y H, no puede desarrollar refracciones en el contacto entre las rocas H y G. Lo anterior se debe a que el rayo incidente se localiza en una roca con menor velocidad de onda P (roca H) que la de la roca donde se localizaría el rayo refractado (roca G); además, el ángulo de incidencia es menor que el ángulo crítico (a éste le corresponde un ángulo de refracción

de 90°). En la medida en que el rayo sísmico asciende por el contacto I-H, a partir de cierto punto, puede volver a definir refracciones. La situación planteada nos enseña del cuidado que se debe tener en las proximidades de un contacto triple (en el ejemplo, el punto I-H-G) pues en dichas áreas se pueden presentar refracciones sísmicas imposibles.

Cada perfil planteado presenta sus situaciones particulares las cuales deben explicarse claramente para comprender al máximo las implicaciones del

modelo de corteza utilizado en la región que se estudia, en investigaciones sísmológicas.

Las **REFRACCIONES IMPOSIBLES** se presentan cuando se cumplen las siguientes dos condiciones:

- ❑ Que el rayo incidente se encuentra en un medio rocoso con velocidad de onda P menor que la del medio donde se definiría el rayo refractado.
- ❖ Que los ángulos de incidencia definibles sean menores que el ángulo crítico. En estos casos:

$$\frac{VEL. DE ONDA P EN EL MEDIO DEREFRACCION}{VEL. DE ONDA P EN EL MEDIO DE INCIDENCIA} \cdot \sin(\text{ANG DE INCIDENCIA}) \leq 1$$

La condición de **REFRACCIÓN POSIBLE** implica que la ecuación anterior arroje un valor menor que la unidad.

4.2 CODIFICACION SISMOLÓGICA DE UN PLANO DE FALLA EN RELACIÓN CON UN SISMÓGRAFO.

(En el ejemplo se presenta la codificación sísmológica de la falla F-2, en relación con el sísmógrafo S-2).

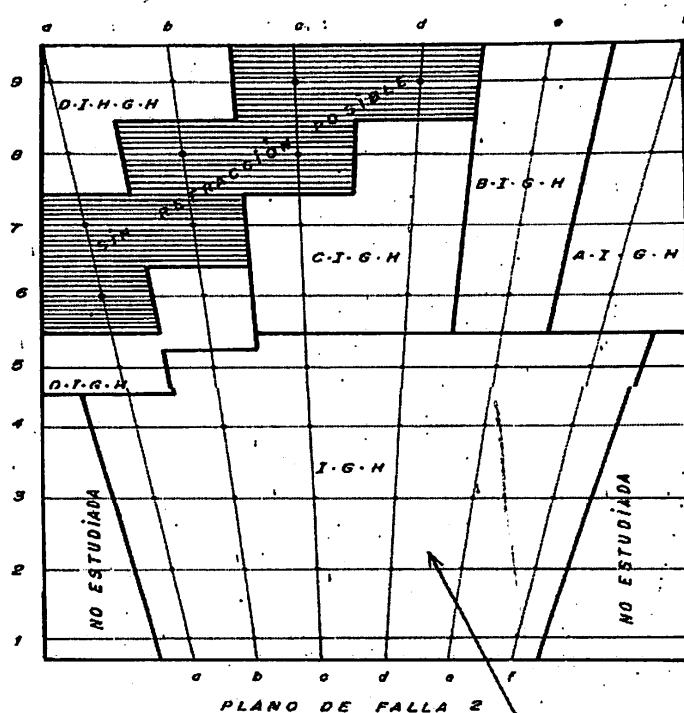


Figura 4. Codificación sísmológica de la Falla F-2 en relación con el sísmógrafo S-2. (Mapa de ROCAS cruzadas por los rayos sísmicos más rápidos y directos).

Para la elaboración de los mapas de codificación sísmológica, es necesario visualizar el PLANO DE FALLA con sus dimensiones reales y con la malla de focos o hipocentros definidos sobre éste. Lo anterior permite tener una imagen de la malla con el efecto sobre ella debido al buzamiento de la falla tectónica. Si en cada hipocentro se anota el resultado de rocas cruzadas por los rayos sísmicos más rápidos y directos y de hipocentros con la información "SIN REFRACCIÓN POSIBLE", se puede elaborar el mapa que codifica, por áreas, la información de rocas

cruzadas y número de refracciones ocurridas en la trayectoria de los rayos sísmicos, lo mismo que las áreas con información de "SIN REFRACCIÓN POSIBLE". Estas últimas áreas indican que si un sismo se inicia dentro de ellas, la información recibida en el sísmógrafo relacionado, tiene algún retardo y por tal razón no se debe tener en cuenta para las codificaciones planteadas.

La Figura 4 muestra el mapa explicado anteriormente, relacionando la falla F-2 con el

sismógrafo S-2. Apparently el área I.G.H es la que permite la definición de rayos sísmicos con menor pérdida de energía en su trayectoria puesto que solamente cruzan tres tipos de rocas y presentan dos refracciones sísmicas. Sin embargo, existen otros factores que inciden en la pérdida de energía, tales

como los tipos de rocas cruzadas por los rayos sísmicos, las distancias recorridas en ellas, el ángulo de incidencia y refracción definido en cada contacto o interfaz rocosa y, el agua, por citar algunos de ellos.

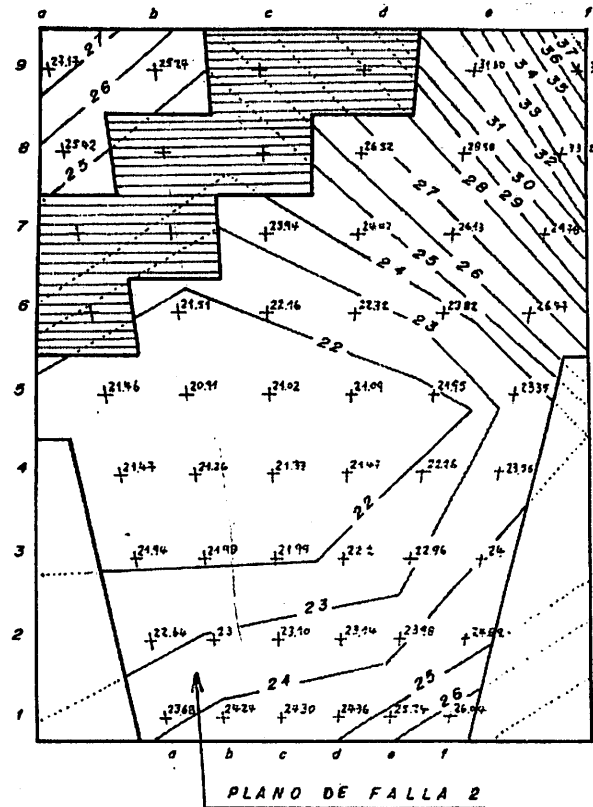


Figura 5. Mapa de tiempos de llegada de los rayos sísmicos más rápidos y directos entre la falla F-2 y el sismógrafo S-2.

El mapa de rocas cruzadas por los rayos sísmicos puede tener aplicación en estimaciones de atenuación de energía y en la localización adecuada de sismógrafos que garanticen la recepción de los rayos sísmicos más rápidos y directos para toda la malla investigada en un plano de falla activa o potencialmente activa.

El segundo tipo de mapa que codifica un plano de falla es el que muestra las líneas iso-tiempos de "llegadas" al sismógrafo investigado. Después de anotar el tiempo de "llegada" de la onda originada en cada punto de la malla diseñada en el plano de falla, se procede a elaborar el mapa de iso-tiempos. Las iso-líneas quedan definidas por trazos rectos pues son el resultado de un análisis sobre un perfil litológico donde todas las interfaces son líneas rectas y la superficie de falla es un

plano geométrico. En este mapa, lo mismo que en el de rocas cruzadas por los rayos sísmicos, se observan las zonas sombreadas "SIN REFRACCIÓN POSIBLE" y sobre éstas se puede estimar la tendencia de las isolíneas de tiempos en el caso de no haberse presentado la sombra de información sismológica. La Figura 5 muestra el mapa de tiempos que relaciona la falla F-2 con el sismógrafo S-2, ejemplo que sustenta esta propuesta metodológica.

Cada falla investigada debe codificarse con tres sismógrafos reales instalados en el terreno y, con base en el planteamiento de sismógrafos teóricos, se pueden sugerir localizaciones ideales para nuevos sismógrafos, más aún cuando se tiene el

interés científico de investigar una falla en particular.

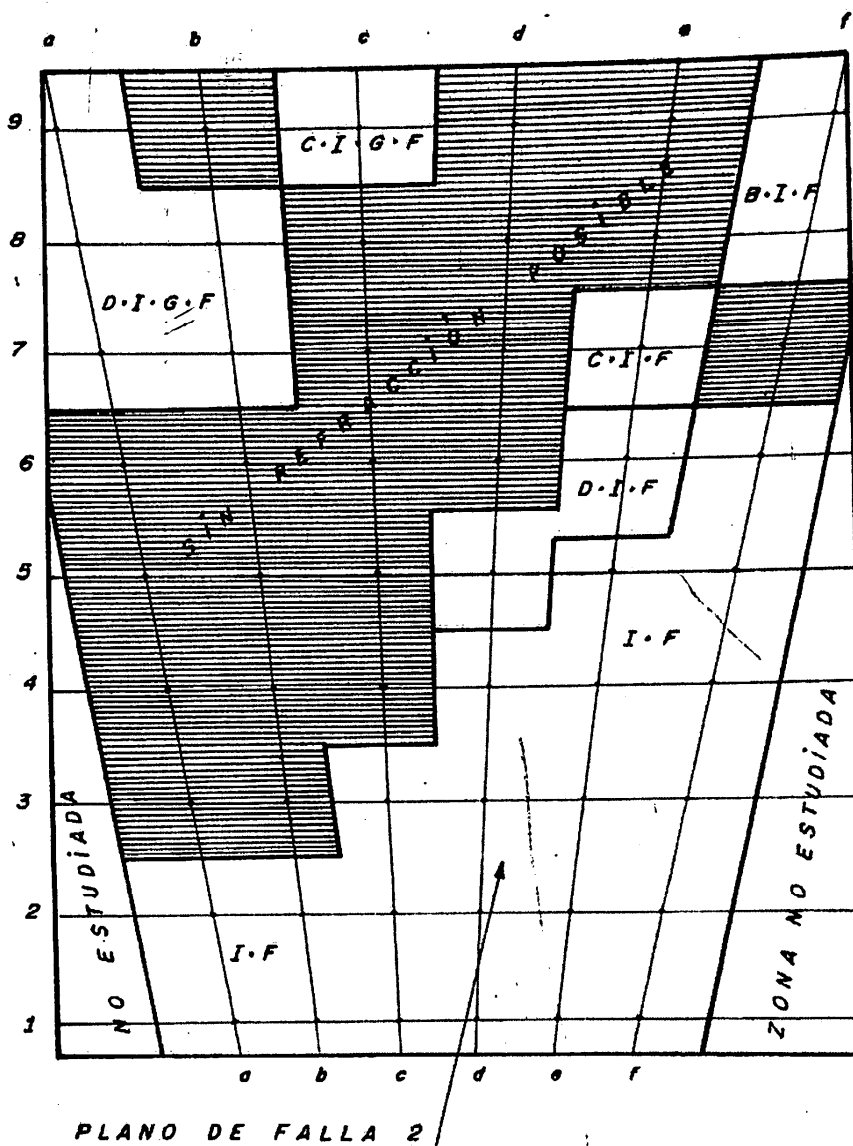


Figura 6. Codificación sismológica de la falla F-2 en relación con el sismógrafo S-1. (Mapa de ROCAS cruzadas por los rayos sísmicos más rápidos y directos).

Las Figuras 6 y 7 muestran la codificación sismológica de la misma falla F-2 con el sismógrafo S-1 (ver Figuras 1 y 2).

Los mapas (F-2) – (S-1) dejan ver una sombra de áreas "SIN REFRACCIÓN POSIBLE" muy extensa lo que

deja en claro la localización inadecuada de dicho sismógrafo S-1. Después de identificar la unidad rocosa que causa tales refracciones imposibles, se puede precisar un sitio más adecuado para localizar un sismógrafo que registre una sombra mucho menor o, idealmente, nula.

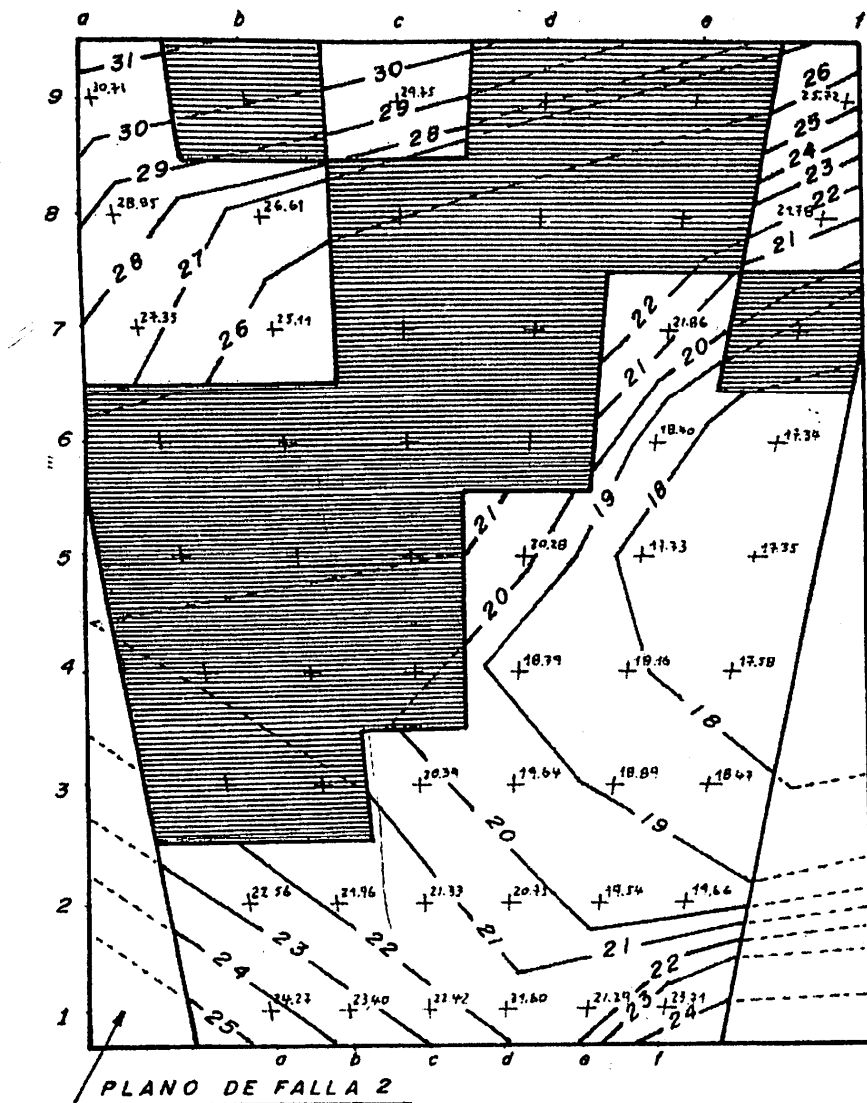


Figura 7. Mapa de tiempos de llegada de los rayos sísmicos más rápidos y directos entre la falla F-2 y el sismógrafo S-1.

Finalmente, la resta de los mapas de tiempos Falla-Sismógrafo da origen a los tres mapas definitivos de codificación sismológica de una falla: **MAPAS DE ISO-DIFERENCIAS DE TIEMPOS DE "LLEGADA"**.

De acuerdo con lo recomendado, son tres mapas de iso-diferencias de tiempos los obtenibles; en el ejemplo planteado, serían los siguientes:

- Mapa de diferencias de tiempos (S-2) menos (S-1) en relación con la falla F-2;
- Mapa de diferencias de tiempos (S-3) menos (S-1);

- Mapa de diferencias de tiempos (S-3) menos (S-2).

La Figura 8 muestra el resultado, para la falla F-2, de la diferencia de tiempos entre los sismógrafos S-2 y S-1. Se observa que las sombras por "REFRACCIÓN IMPOSIBLE" se suman lógicamente, reafirmando la importancia de localizar bien los sismógrafos para evitar, al máximo dichas sombras. La aplicación de estos mapas es muy sencilla como se concluye del siguiente ejemplo:

En la falla F-2 se originó un sismo cuya onda P fue registrada por tres sismógrafos así:

Sismógrafo S-1. Hora de llegada de la onda P:
11:43:00 am

Sismógrafo S-2. Hora de llegada de la onda P:
11:43:04 am

Sismógrafo S-3. Hora de llegada de la onda P:
11:43:10 am

Procedimiento:!

Tiempo (S-2) menos (S-1): 4 segundos

Tiempo (S-3) menos (S-2): 6 segundos

Tiempo (S-3) menos (S-1): 10 segundos

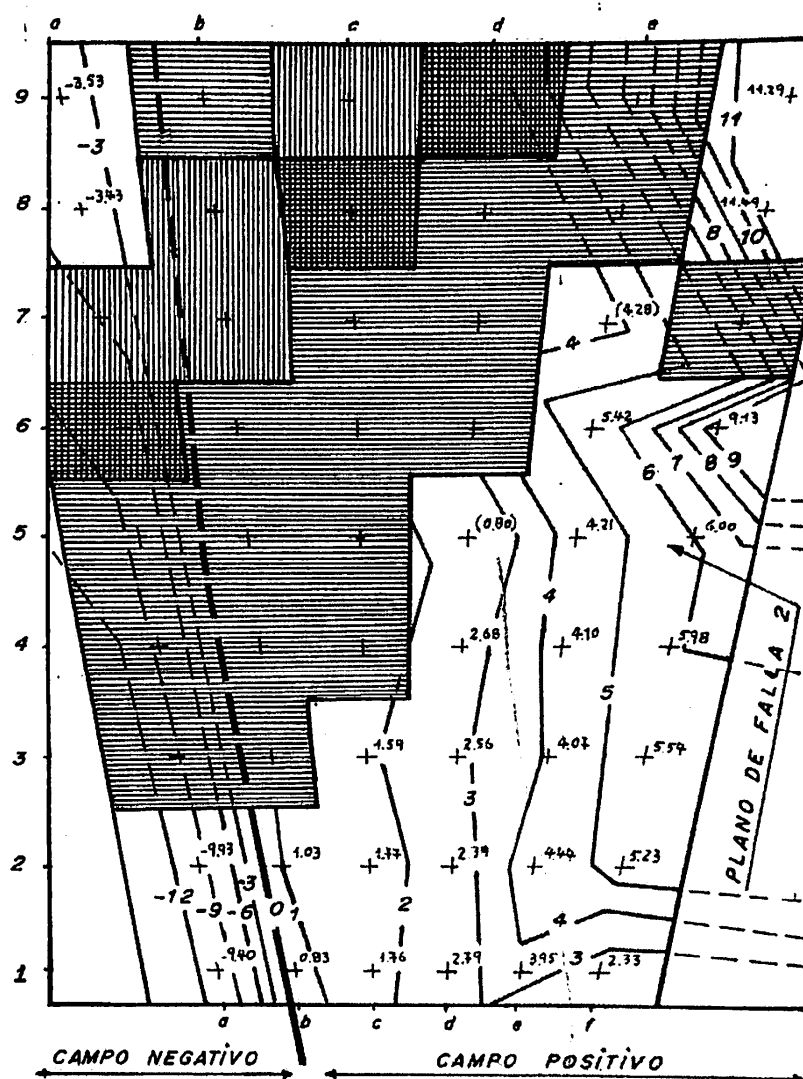


Figura 8. Codificación sismológica de la falla F-2: Mapa de diferencias de tiempos (S-2) menos (S-1).

Como lo muestra la Figura 9, del mapa (S-2) menos (S-1) se extrae la isolínea "4 segundos" y del mapa (S-3) menos (S-2), la isolínea "6 segundos". El punto de intersección de las dos isolíneas anteriores muestra el hipocentro del sismo analizado. El uso del mapa (S-3) menos (S-1) se utiliza cuando se presente más de una intersección entre las isolíneas definidas con los dos mapas empleados para la identificación del hipocentro.

En el caso que la intersección encontrada haya sido con el uso de la extrapolación de isolíneas en zona sombreada, es necesario considerar la existencia de retardo en alguna o algunas de las llegadas, lo que podría implicar que el hipocentro se encuentre localizado en otra falla, posiblemente cercana a la identificada inicialmente. Este aspecto es de muy difícil consideración pues, de todas formas, se

trabaja con un modelo de corteza heterogénea y anisotrópica, el cual obviamente no es exacto.

Los modelos de corteza se deben mejorar en la misma medida en que se tenga nueva información de marcos litológicos y estructurales en profundidad.

Varios ejemplos comparativos entre los hipocentros localizados con el método convencional en corteza homogénea e isotrópica, muestran diferencias significativas con los encontrados por el método propuesto en corteza heterogénea y anisotrópica. No se

pretende concluir que el método convencional sea incorrecto, a pesar de que para éste se acepta la posibilidad de error hasta de orden kilométrico; tampoco se pretende concluir la exactitud del método propuesto, pues en éste, como ya se ha explicado, también se dan errores tanto por el modelo de corteza utilizado como por las velocidades de onda P asignadas a las diferentes unidades rocosas. Si se pretende mostrar la importancia tanto de la anisotropía de la corteza como de la localización de los sismógrafos, en la investigación sismológica.

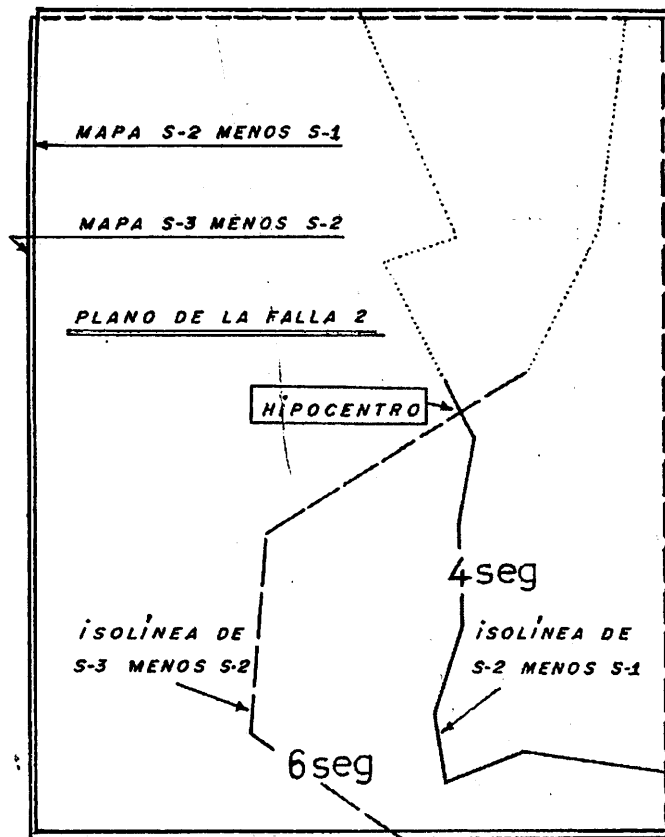


Figura 9. Ejemplo de la localización del hipocentro de un sismo originado en la falla F-2.

En la Figura 8 también se observa como la isónea de diferencia de tiempos igual a cero muestra, en su asimetría en relación con el plano de falla considerado, la anisotropía y heterogeneidad de la corteza terrestre.

La codificación sismológica de las fallas con el uso de las ondas S disminuiría el número de sismógrafos considerados y el trabajo mismo pues lo único que es necesario cambiar son las velocidades de onda, siempre y cuando éstas no estén calculadas con una ecuación de

proporcionalidad con las velocidades de las ondas P. Los mapas obtenibles, igualmente, no se ajustan a una ecuación de proporcionalidad puesto que los sitios de refracción de las ondas más rápidas y directas, en cada interfaz encontrada, no necesariamente son los mismos que los de las ondas P. Este aspecto se viene investigando actualmente para confirmar lo planteado.

5. ATENUACIÓN DE ENERGÍA SÍSMICA

Otra aplicación propuesta es la relacionada con la atenuación de energía sísmica. Cuando, después de investigar una falla geológica, se concluye que existe la posibilidad de que una zona de ésta no ha sufrido liberación de energía sísmica (zona de silencio sísmico), situación que ha merecido todo tipo de investigaciones, dada su importancia en los estudios de riesgos y amenazas de tipo sísmico.

En la zona de silencio sísmico de la falla se puede suponer un hipocentro y desde allí elaborar perfiles litológico-estructurales a todos los puntos de una malla regular diseñada en la superficie (planta) de la zona en

la que se desea conocer los efectos potenciales del sismo.

La Figura 10 ilustra un ejemplo de este estudio. Se observa un hipocentro en la falla F-2 y, desde allí, una serie de perfiles radiales en los que se definen varios puntos que representan sismógrafos teóricos que recibirán la información de las ondas P (y S si se desea) más rápidas y directas.

Con un procedimiento exactamente igual, se definen los rayos sísmicos más rápidos y directos hipocentro-sismógrafo teórico, punto por punto y perfil por perfil. Para cada rayo sísmico definido, el programa Corteza 3 entrega la siguiente información (tomado de un caso considerado en la Figura 10):

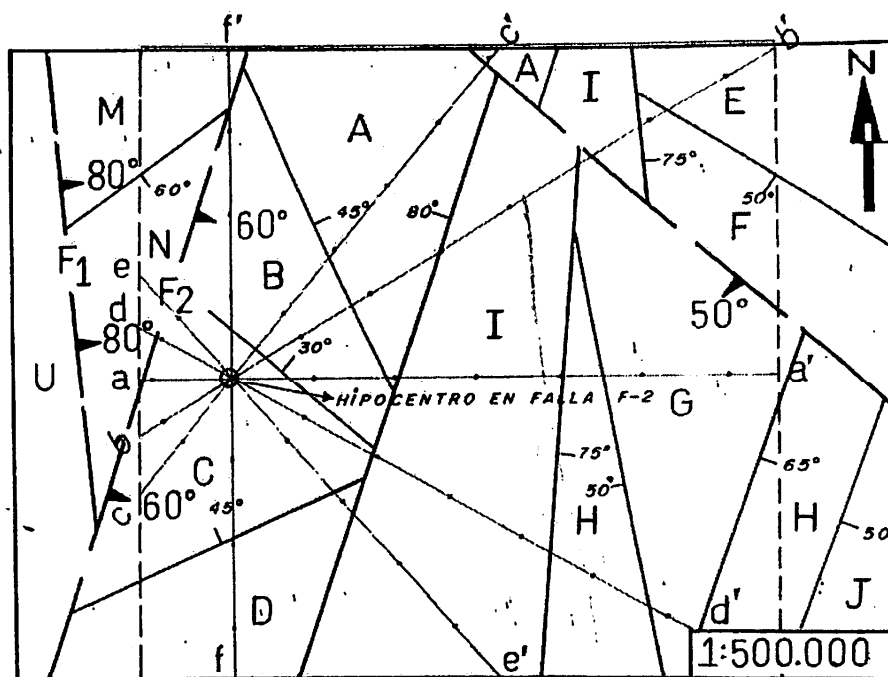


Figura 10. Planta para estimar tiempos y pérdidas de energía sísmica de un sismo cuyos efectos se calculan para una zona determinada.

PUNTO 7 (izquierda a derecha) del perfil b-b':

ROCAS CRUZADAS.

C:25.166 metros

I:23.042 metros

I:15.205 metros (La misma roca pero afectada por una falla).

F:1.412 metros

ÁNGULOS DE INCIDENCIA/REFRACCIÓN EN LAS INTERFACES:

Interfaz C-I : $18.3^\circ / 43.2^\circ$

Interfaz I-I : $69.2^\circ / 69.2^\circ$

Interfaz I-F : $11.4^\circ / 6.8^\circ$

TIEMPO DE LLEGADA : 19,0621 segundos

La Figura 11 muestra el mapa de tiempos de "llegada" de las ondas P a superficie.

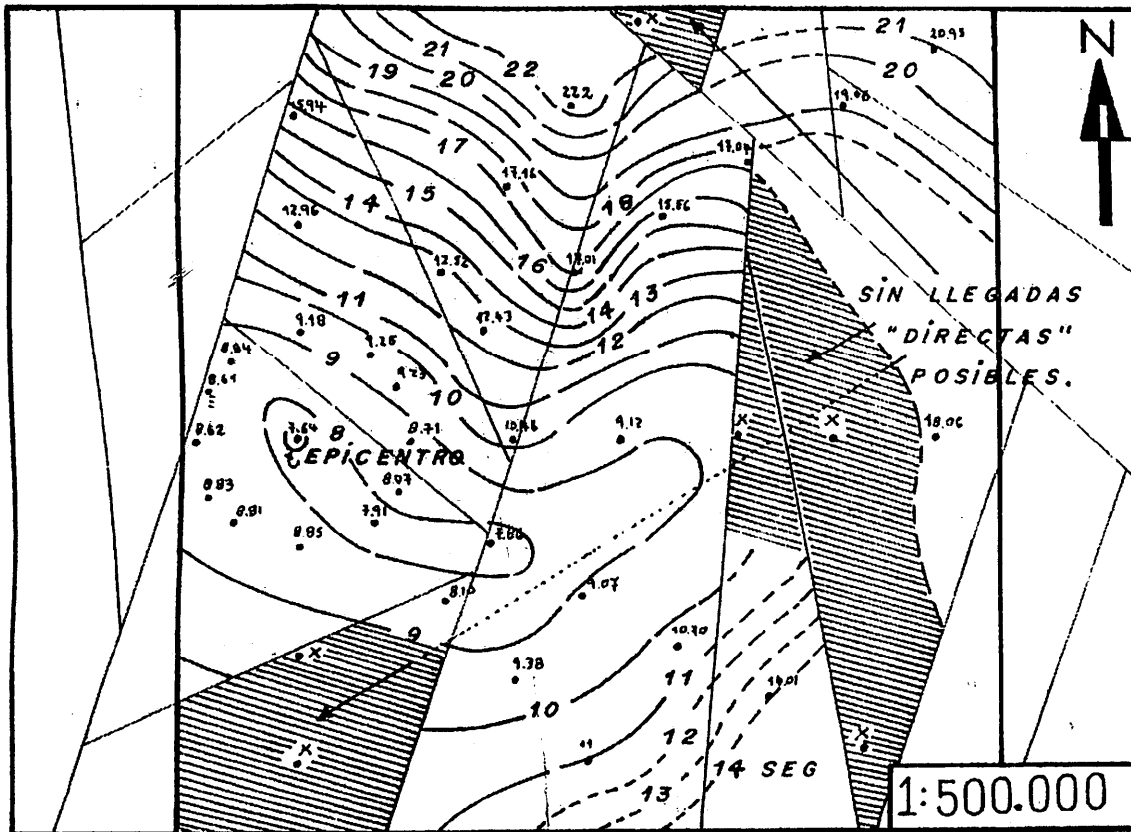


Figura 11. Tiempos de "llegada" de rayos sísmicos más rápidos y directos, desde el hipocentro indicado hasta la malla de sismógrafos teóricos diseñada en superficie.

De acuerdo con lo planteado, las pérdidas de energía de un rayo sísmico están dadas en función de los siguientes parámetros fundamentalmente:

- Los tipos de unidades rocosas cruzadas por el rayo sísmico.

- La relación entre los ángulos de incidencia y refracción en cada interfaz cruzada por el rayo sísmico.

Se proponen, entonces, las siguientes expresiones matemáticas generales:

$$E_{\text{ENERGIA}} = \sum_i [TRAYECTORIA \cdot F(\text{TIPO DE ROCA})] = \sum_i G_i \left[\frac{\text{ANG. INCIDENCIA}}{\text{ANG. REFRACCION}} \right]$$

$$ENERGIA \text{ EN SUPERFICIE} = \text{ENERGIA TOTAL} - \Delta \text{ENERGIA}$$

(PARA CADA PUNTO ANALIZADO EN SUPERFICIE)

Aplicando la ecuación general en el punto 7 del perfil b-b', se tiene:

$$E(\text{energía}) = F[25166(C) + 23042(I) + 15205(I) + 1412(F)] + G[(18.3^*/43.2^*) + (69.2^*/69.2^*) + (11.4^*/6.8^*)]$$

Las expresiones matemáticas anteriores se interpretan así:

Δ (Energía): Pérdida de energía sísmica.

F, G : Funciones.

25166(C) : 25.166 metros recorridos en la unidad rocosa C.

(18.3°/43.2°) : incidencia en C de 18.3°; refracción en I de 43.2° (las rocas recorridas fueron, en su orden: C, I, I, F. En el mismo orden se presentan las incidencias/refracciones C-I, I-I, I-F sufridas por el rayo sísmico.

En relación con la energía de un sismo, existen numerosas expresiones, generalmente logarítmicas, para calcularla. Por ejemplo, la siguiente expresión de Newmark y Rosenblueth es muy aceptada por los sismólogos (Sarria, 1.990):

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_s$$

E : Energía liberada (en ergios)

M_s : Magnitud del sismo

La expresión general para calcular las pérdidas de energía ΔE o Δ (energía), planteada inicialmente, se puede expresar de manera más específica, de la siguiente manera:

$$\Delta_{\text{energía}} = \sum_i [\text{TRAYECTORIA} \cdot F(\text{TIPO DE ROCA})] + \sum_i [G(E_R)]$$

$$E_R = \left| \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right|^2 \cdot R^2$$

$$Z_i = \rho_i \cdot \alpha_i$$

E_R : Energía del rayo sísmico reflejado. La pérdida de energía, cuando el rayo sísmico llega a una interfaz e interesa la energía del rayo sísmico refractado, corresponde a la energía del rayo sísmico reflejado.

ρ_1 : Densidad de la unidad rocosa portadora del rayo sísmico incidente.

α_1 : Velocidad de la onda P en la unidad rocosa portadora del rayo sísmico incidente.

ρ_2 : Densidad de la unidad rocosa portadora del rayo sísmico refractado.

α_2 : Velocidad de la onda P en la unidad rocosa portadora del rayo sísmico refractado.

$$Z_1 = \rho_1 \cdot \alpha_1 \quad \text{y} \quad Z_2 = \rho_2 \cdot \alpha_2$$

ESTAS FÓRMULAS SON VÁLIDAS PARA ONDAS P CUANDO EL ÁNGULO DE INCIDENCIA ES MENOR DE 20°.

Cuando el ángulo de incidencia es mayor de 20°, se pueden emplear los gráficos de Zoeppritz (Ver "Exploración Sísmica", Volumen 1: Historia, Teoría y Obtención de datos; Sheriff y Geldart, 1.991; páginas 90 a 100).

Para calcular las pérdidas de energía en una unidad rocosa cualquiera, existen varias expresiones matemáticas, siempre complejas, entre las cuales se puede citar la ecuación de Knott (Sheriff y Geldart, 1.991), en la cual se tienen en cuenta las pérdidas de energía por absorción y por dispersión. Igualmente, se conoce la ecuación de Kolsky (1.953), en la cual se consideran cuatro parámetros fundamentales, a saber:

1. Disminución geométrica de la energía;
 2. La impedancia;
 3. La absorción del material y
 4. La velocidad de vibración (del sismograma).
- (Ver Götz Schneider, 1.975).

También es de resaltar los estudios sobre energía sísmica adelantados por Lay y Wallace, 1995.

La información de pérdida de energía sísmica en cada punto de una malla definida en la superficie de una zona de interés, podría aplicarse para investigar los efectos de un sismo (amenaza sísmica) en ella; además, con estudios complementarios, determinar otros aspectos como amplitud de ondas, entre otros.

Finalmente, el mapa de tiempos de "llegada" a superficie también permite identificar los sitios en los que no se deben instalar sismógrafos para rastrear un sismo potencial. Esas zonas se observan, igualmente, como sombras de "SIN REFRACCIÓN POSIBLE".

6. NOTA FINAL

Siempre que se plantea una propuesta metodológica, con ánimos de avanzar en un tema determinado, lo que más se agradece es la crítica que se reciba pues ello siempre redundará en favor de la investigación misma, convirtiéndose, en este caso, en el mejor punto de apoyo de todos los estudiantes de ingeniería geológica que actualmente aplican el método en diferentes áreas del territorio colombiano. Para ellos va también mi más sentido agradecimiento pues gracias a su fé y entusiasmo, todos hemos aprendido algo más de nuestra corteza continental y de los riesgos sísmicos asociados a fallas tectónicas muy importantes (Cauca-Romeral, Sta.Marta-Bucaramanga, Guaicáramo, Palestina y otras).

REFERENCIAS

Clark Sydney, Jr., "La Estructura de la Tierra", Fundamentos de las ciencias de la tierra, Ediciones Omega S.A., Barcelona. 1.975.

Chica A., "Cuaderno de Ingeniería Geológica No. 6: Prospección Sísmica y Geoeléctrica", pp. 1 a 14, Editorial Universidad Nacional, Sede Medellín. 1.999.

Lay T., Wallace T., "Modern Global Seismology", Academic Press. 1.995.

Sarria A., "Ingeniería Sísmica", Ediciones Uniandes. 1.990.

Schneider Götz, "Erdbeben", Entstehung - Ausbreitung, Ed. Enke. 1.975.

Sheriff H. E., Geldart L.P., "Exploración Sísmica", Volumen 1: Historia, Teoría y Obtención de Datos, Editorial Limusa. 1.991.

Informes varios del C.P.I.S. -Centro de Procesamiento de Información Sismológica- de la Facultad de Minas. Director Dr. Josef Farbiarz Farbiarz, 1.999.